

Wpływ środkowoplejstocenijskich struktur glacictektonicznych i rynien subglacialnych na rzeźbę w północnej części Pojezierza Lubuskiego (zachodnia Polska)

Jarosław Winnicki*

The influence of the Middle Pleistocene glaciectonic structures and subglacial valleys on the relief of the northern part of Lubusz Lake District (western Poland). Prz. Geol., 52: 1144–1150.

Summary. The northern part of Lubusz Lakeland is the area of a various relief, where are clearly marked morphological by varied Ošno-Sulechów Hills and a flat Torzym Plain, situated farther south. Both units are cut by deep valleys used by rivers and lakes. The relief generally arose at the end of South-Polish Glaciations. In the first stage, push moraines (Ošno-Sulechów Hills) formed of folded Paleogene and Neogene and Quaternary sediments. The extent of the vertical Cenozoic sediment movements presumably exceeds 250 m. On the Torzym Plain, there were much less disturbed Paleogene and Neogene sediments in the form of a big beaming folding structures. In spite of the lack of Paleogene and Neogene convincing evidence, it's not possible to reject tectonic movements during formation Ošno-Sulechów Hills and Torzym Plain. The younger glaciations modified earlier elements of this relief to a small extent.

During the next stage of the South-Polish Glaciations (Sanian) very deep subglacial valleys were eroded, which probably were connected with the drainage system of central and northern Germany. The valleys cut out the subglacial zone of Ošno-Sulechów Hills and Torzym Plain to the depth of over 160 m b.s.l. Those valleys still existed during the next glaciations and interglacials, as indicated by fluvial and lacustrine sediments of Mazovian Interglacial age, as well as valley sandurs of Pliszka and Ilanka rivers originated during the Weichselian.

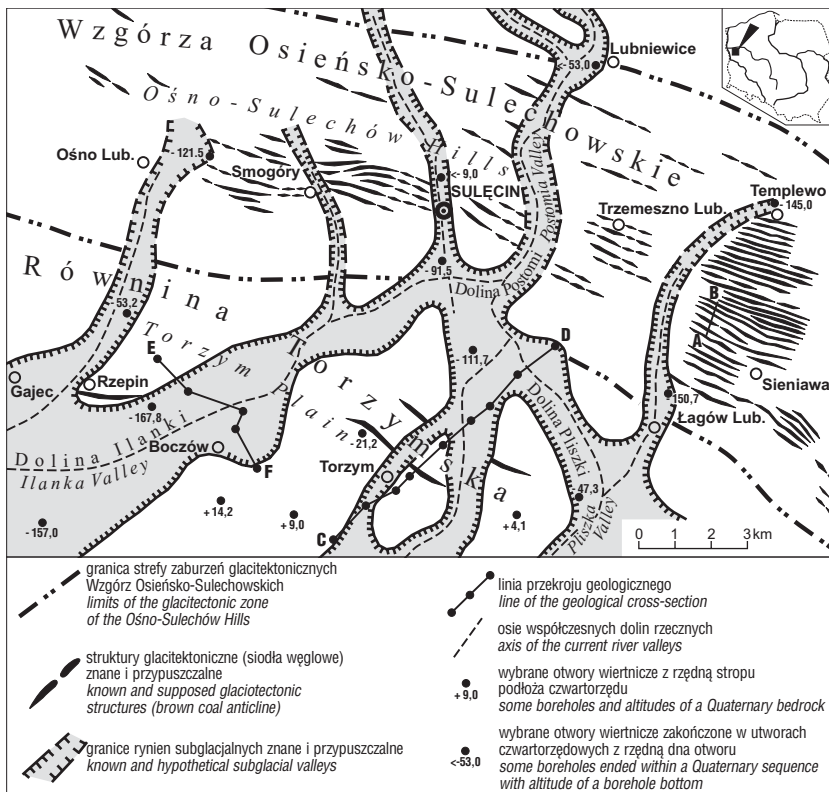
Key words: glaciectonic, pushed moraine, subglacial valley, South-Polish Glaciations (Elsterian), Mazovian Interglacial (Holsteinian), Western Poland

W niniejszym opracowaniu została przedstawiona geneza i wiek zaburzeń glacictektonicznych oraz głębokie doliny subglacialne w północnej części Pojezierza Lubuskiego, na obszarze położonym między Ośnem Lubuskim na zachodzie, a Sieniawą na wschodzie. W skład tego makroregionu wchodzi mezoregiony Pojezierza Łagowskiego i Równiny Torzymskiej, sąsiadujące od północy z Kotliną Gorzowską.

Obserwacje geologiczne zostały zebrane podczas prac kartograficznych prowadzonych na arkuszu Sulęcín *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000* (Winnicki, 2004) oraz na sąsiednich arkuszach Rzepin (Urbański, 2004) i Krzeszyce (Multan, 2004). Bardzo ważne były również nowe dane wiertnicze z opracowań dokumentujących złoża węgla brunatnego w tym rejonie.

Z analizy zebranych materiałów geologicznych wynika, że powstanie najważniejszych jednostek morfologicznych na omawianym obszarze jest związane z działalnością lądolodów zlodowaceń południowopolskich. Powstały wtedy Wzgórza Osieńsko-Sulechowskie wchodzące w skład Pojezierza Łagowskiego, zręby dzisiejszej Równiny Torzymskiej,

*Przedsiębiorstwo Geologiczne PROXIMA we Wrocławiu S.A., ul. Wierzbowa 15, 50-056 Wrocław; jarwin@poczta.onet.pl



Ryc. 1. Szkic ważniejszych struktur glaciektonicznych i rynien subglacialnych w północnej części Pojezierza Lubuskiego z elementami współczesnego krajobrazu

Fig. 1. The sketch of the most important glaciectonic structures and subglacial valleys in the northern part of the Lubusz Lake District with elements of the present landscape

a także głębokie rynny subglacialne. Wszystkie te elementy wyraźnie zaznaczają się we współczesnej rzeźbie północnej części Pojezierza Lubuskiego.

Charakterystyka geomorfologiczno-geologiczna obszaru badań

Wzgórze Osieńsko-Sulechowskie, będące spiętrzonymi morenami czołowymi, ciągną się wzdłuż południowej krawędzi doliny Warty. Na zachodnim odcinku, między Ośnem Lubuskim a Sulęcinem, mają one przebieg równoleżnikowy, a dalej w kierunku Sieniawy zmieniają orientację na NW–SE (ryc. 1). Ich szerokość lokalnie przekracza 10 km. Wzgórze Osieńsko-Sulechowskie na całej swojej długości tworzą w miarę jednolitą i zwartą strefę, składającą się z podłużnych wałów, których wierzchołki wznoszą się niekiedy na wysokość ponad 200 m n.p.m. Najwyższym wzniesieniem jest położona na północ od Łagowa Lubuskiego Góra Bukowiec mająca wysokość 227 m n.p.m. Deniwelacje terenu są znaczne i przekraczają 200 m (w rejonie Gorzowa Wielkopolskiego holocenijskie tarasy Warty leżą na wysokości ok. 15 m n.p.m.)

Obszar Wzgórze Osieńsko-Sulechowskich, ze względu na obecność płytko zalegającego węgla brunatnego, był obiektem zainteresowania wielu badaczy. W okresie przedwojennym genezą i rodzajem zaburzeń zajmował się m.in. Brinkman (1907), Schulz (1929), Henninger (1939) — zwolennicy glaciektoniki oraz Dammer (1937) i Keilhack (1920) — zwolennicy tektoniki wgłębnej. Po wojnie problematyką tą zajmował się m.in. Ciuk (1955), Krygowski (1962a, b), Żynda (1967). Najpełniejszą charakterystykę strefy zaburzeń z rejonu Sieniawy przedstawili Dyjor i

Pruc (1978). W niniejszym opracowaniu przedstawiono nieznaną dotąd obserwację z otworów wiertniczych (Wilkońska, 1992) wykonanych w rejonie na północ od Sieniawy.

Wzgórze Osieńsko-Sulechowskie są zbudowane z zaburzonych glaciektonicznie osadów kenozoicznych. Do paleogenu i neogenu należy kilka różnowiekowych serii skalnych leżących na marglach i wapieniach kredy górnej bloku Gorzowa. Najstarszymi są warstwy czempieńskie i mosińskie górne z oligocenu dolnego zbudowane z mułków i mułowców, łąw i piasków, często z domieszką glaukonitu oraz konglomeratami sferosyderytowymi w stropie. Miocen dolny i środkowy jest reprezentowany przez serię utworów piaszczysto-mułkowatych formacji rawickiej i ścinawskiej. W stropie tego kompleksu zalega na ogół jeden (maksymalnie 5) pokład węgla brunatnego z II łużyckiej grupy pokładów (Kościelniak & Wanat, 1984). Profil osadów neogeńskich kończy środkowioceńska seria piasków i mułków z cienkimi pokładami węgla brunatnego formacji pawłowskiej oraz łąw i łąw ze spagu formacji poznańskiej. Te ostatnie wydzielono jedynie w rejonie położonym na północ od Sieniawy (Dyjor & Pruc, 1978).

Czwartorzęd jest reprezentowany przez gliny zwałowe, wodnolodowcowe piaski ze żwirem, rzadziej przez utwory zastoiskowe i bruki morenowe, zachowane na ogół w synklinach struktur glaciektonicznych (ryc. 2). Osady rezydualne osiągające miąższość kilku metrów, składają się ze żwirów, otoczków i głazów.

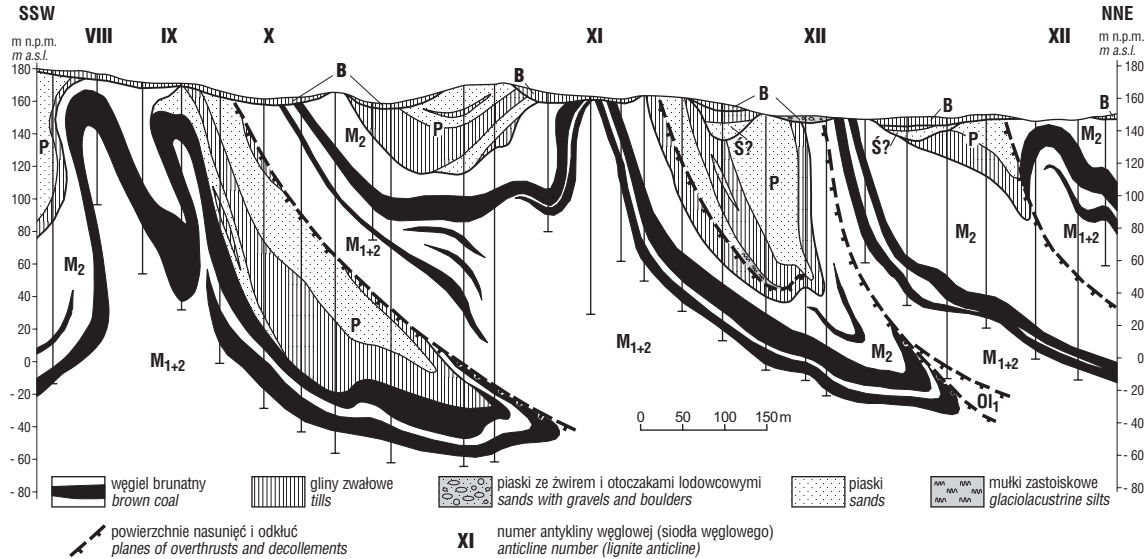
Zasięg występowania intensywnych zaburzeń pokrywa się przeważnie z zasięgiem Wzgórze Osieńsko-Sulechowskich. Dominują różnego typu struktury fałdowe ułożone równolegle zarówno względem siebie, jak i do północnej i południowej granicy wzniesień (ryc. 1). Wergencja struktur glaciektonicznych, podkreślona często ich obaleniem, wskazuje na naciski z północnego wschodu i północy. Udokumentowano ponad 35 takich struktur (siodła w nomenklaturze górniczej). Lokalizację większości z nich przedstawiono na ryc. 1 wykorzystując dane z mapy perspektyw występowania złóż węgla brunatnego w rejonie Świebodzin–Boryszyn (Piwocki, 1985), obserwacje własne autora oraz dokumentację węgla brunatnego (Różycki, 1984; Żygar, 1990; Wilkońska, 1992).

Największą komplikację budowy geologicznej Wzgórze Osieńsko-Sulechowskich, obserwuje się w ich środkowej części między Sieniawą a Templewem (ryc. 1, 2). Struktury fałdowe charakteryzują się tutaj dużą zmiennością form geometrycznych obserwowaną wzdłuż ich biegu. Na krótkich odcinkach fałdy stojące zmieniają swoją geometrię, przechodząc w struktury leżące i obalone, niekiedy przewalone. Część z nich w partii osiowej jest rozzerwana i nasunięta na siebie. Wielkość nasunięć poziomych przekracza 350 m (ryc. 2). W rejonie tym (siodła VIII–XVI) częstym zjawiskiem są inwersje stratygraficzne, czego przykładem mogą być m.in. gliny zwałowe zalegające pod węglem brunatnym na głębokościach do 213,5 m pod

powierzchnią terenu. W fałdach stojących zarówno osady paleogenu i neogenu, jak i czwartorzędowe, osiągają znaczne miąższości pozorne dochodzące w przypadku pionowo postawionych węgla brunatnych do 140 m, a glin zwałowych do prawie 90 m.

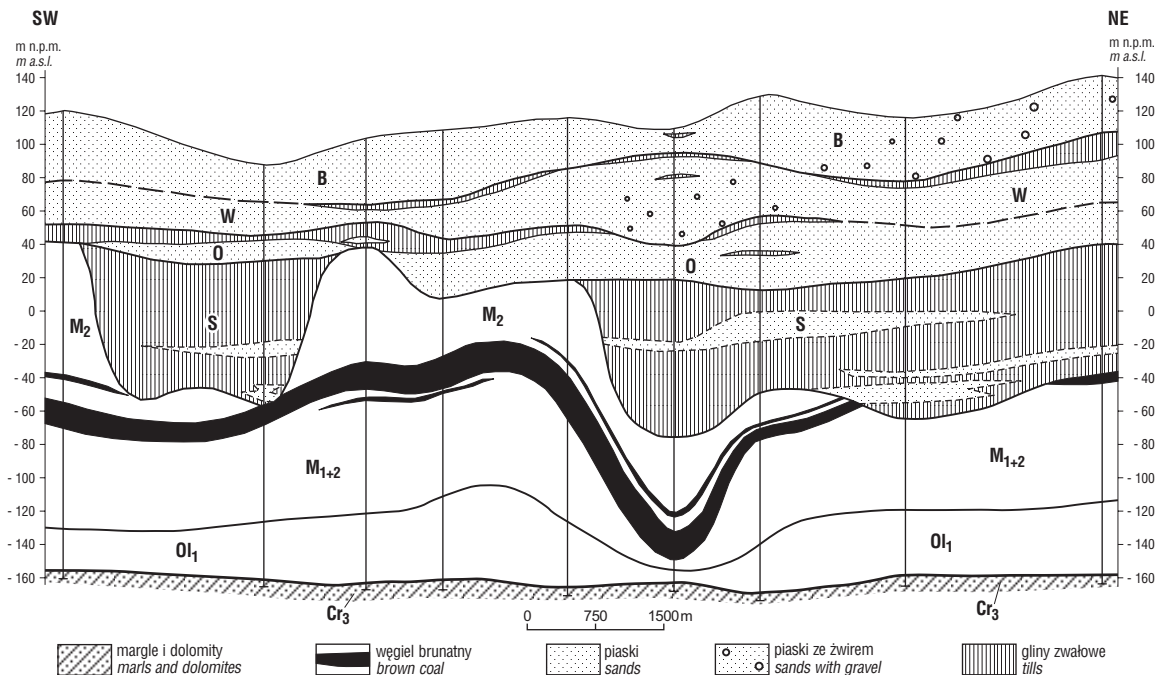
W Kotlinie Gorzowskiej fragmentarycznie zachowany pokład węgla brunatnego zalega na głęb. ok. 70 m p.p.m.

(Multan, 2004). W zachodniej części wzgórz, w rejonie Smogór, gdzie zaburzenia osadów kenozoicznych są mniej intensywne, węgiel brunatny w kopalniach „Oscar” i „Eduard” eksploatowano do wysokości ponad 150 m n.p.m. Na północ od Sieniawy w wierceniach spotyka się go na wysokości ponad 170 m n.p.m., przy czym część struktur ma tutaj zniszczone partie przegubów antyklinalnych. Dane te



Ryc. 2. Przekrój geologiczny A-B przez strefę największych zaburzeń glaciotektonicznych Wzgórz Osieńsko-Sulechowskich na północ od Sieniawy; Ol₁ — oligocen dolny (warstwy mosińskie i czempińskie); M₁₊₂ — miocen dolny i środkowy (formacja rawicka i ścinawska), M₂ — miocen środkowy (formacja pawłowicka i poznańska), P — zlodowacenia południowopolskie, Ś — zlodowacenia środkowopolskie, B — zlodowacenie wistulskie

Fig. 2. Geological section A-B through the zone of largest glaciotectonic disturbances of the Ośno-Sulechów Hills northwards of Sieniawa; Ol₁ — Lower Oligocene (Czempin and Mosina Beds), M₁₊₂ — Lower-Middle Miocene (Rawicz and Ścinawa Formations), M₂ — Middle Miocene (Pawłowice and Poznań Formations), P — South-Polish Glaciations, Ś — Middle-Polish Glaciations, B — Vistulian



Ryc. 3. Przekrój geologiczny C-D przez północną część Równiny Torzyskiej; Cr₂ — kreda górna, Ol₁ — oligocen dolny (warstwy mosińskie i czempińskie), M₁₊₂ — miocen dolny i środkowy (formacja rawicka i ścinawska); M₂ — miocen środkowy (formacja pawłowicka); S — zlodowacenie sanu 2; O — zlodowacenie odry, W — zlodowacenie warty; B — zlodowacenie wistulskie

Fig. 3. Geological section C-D through the northern part of the Torzym Plain; Cr₃ — Upper Cretaceous, Ol₁ — Lower Oligocene (Czempin and Mosina Beds), M₁₊₂ — Lower-Middle Miocene (Rawicz and Ścinawa Formations), M₂ — Middle Miocene (Pawłowice Formation), S — Sanian, O — Odranian, W — Wartanian, B — Vistulian

wskazują na imponującą wielkość przemieszczeń pionowych utworów kenozoicznych dochodzącą do 240 m, a być może przekraczającą 250 m.

Na większości obszaru Wzgórz Osieńsko-Sulechowskich, na zaburzonych osadach kenozoicznych zalegają niezgodnie utwory glacialne zlodowacenia wisły. Na odcinku między Ośnem Lubuskim na zachodzie a Trzemesznem Lubuskim na wschodzie w kulminacjach struktur glacitektonicznych spotyka się na ogół utwory piaszczysto-żwirowe moren czołowych, wyznaczających zasięg recesyjnej fazy poznańskiej. Na wschód od Trzemeszna Lubuskiego, na powierzchni terenu do wysokości 200 m n.p.m. najczęściej spotyka się gliny zwałowe. Z analizy przekrojów geologicznych wynika, że lokalnie dyskordantnie na zaburzeniach zalega jeszcze jeden poziom morenowy, przypuszczalnie ze zlodowacenia warty (ryc. 2). Nie jest wykluczone, że w tej pozycji występuje jeszcze jeden poziom glacialny ze starszych zlodowaceń (odra?, san 2?), ale w tym przypadku znaczna komplikacja budowy wewnętrznej nie pozwala na jednoznaczną interpretację materiałów archiwalnych. Osady z tych zlodowaceń zachowały się jedynie lokalnie w synklijalnych partiach struktur glacitektonicznych. Często jedyną pozostałością utworów plejstoceniowych są głazowiska lub pojedyncze głazy narzutowe spoczywające na zaburzonych utworach starszych.

Równina Torzomska. Na południe od Wzgórz Osieńsko-Sulechowskich rozciąga się Równina Torzomska, której stosunkowo mało urozmaicona powierzchnia wznosi się do wysokości 150 m n.p.m. Od wschodu ograniczają ją dolina Pliszki, a od zachodu szeroka dolina (niecka) Ilanki (ryc. 1). Budowa geologiczna tego mezoregionu, została stosunkowo dobrze poznana dzięki wierceniom za węglem brunatnym wykonanym w regularnej siatce co 3 km w północnej części tego mezoregionu w pobliżu kontaktu ze Wzgórzami Osieńsko-Sulechowskimi (Różycki, 1984). W niektórych miejscach siatka wierzeń została później zagęszczona do 1,5 km (Żygar, 1990). Uzyskane materiały dostarczyły wiele nowych obserwacji dotyczących litologii i tektoniki piętra kenozoicznego.

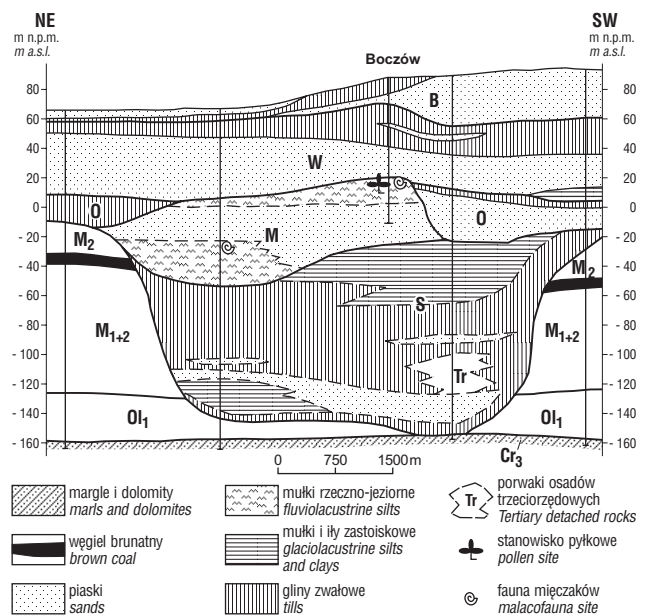
Na obszarze Równiny Torzomskiej na utworach wypełniających rynny subglacialne oraz na podłożu podkenozoicznym zalegają niezgodnie gliny zwałowe, utwory wodnolodowcowe, rzadziej zastoiskowe, ze zlodowaceń odry, warty i wisły (Dobosz & Skawińska-Dobosz, 2002) o miąższości do 100 m (ryc. 3). Do paleogenu należą utwory warstw czempińskich i mosińskich górnych oligocenu dolnego, a do neogenu osady formacji rawickiej i łuzyckiej miocenu dolnego i środkowego oraz środkowomiocenna formacja pawłowicka, rozcięte w wielu miejscach głębokimi dolinami subglacialnymi przedłużającymi się z obszaru Wzgórz Osieńsko-Sulechowskich.

Dane z otworów wiertniczych wskazują na znaczne zaangażowanie tektoniczne osadów neogeńskich, co najlepiej ilustruje położenie II pokładu łuzycyjskiego węgla brunatnego (ryc. 3). Kilka wielopromiennych struktur fałdowych tu występujących osiąga wysokość ponad 100 m i amplitudę dochodzącą do kilku kilometrów. Są to na ogół fałdy asymetryczne o stromszym skrzydle północno-wschodnim i północnym. Występują one pojedynczo, mają ograniczony zasięg i są oddzielone od siebie długimi odcinkami w miarę płasko zalegających osadów, w tym pokład węgla brunatnego. Pokład ten leży na różnych wysokościach, często w pobliżu podłoża podkenozoiczne-

go, co zaznacza się znaczną redukcją miąższości osadów oligocenu dolnego (ryc. 3). Osie struktur glacitektonicznych mają orientację zgodną z przebiegiem struktur deformacyjnych we Wzgórzach Osieńsko-Sulechowskich (ryc. 1). Nie obserwuje się tutaj inwersji stratygraficznych, mimo że różnego rodzaju struktury deformacyjne (przeważnie lustra tektoniczne) obserwowano w pobliżu kontaktu osadów kenozoicznych z podłożem kredowym. Wydaje się prawdopodobne, że stopień zaburzeń osadów kenozoicznych na obszarze Równiny Torzomskiej może być znacznie większy niż to wynika z danych uzyskanych z otworów wykonanych w niezbyt gęstej siatce.

Rynny subglacialne są obniżeniami wyraźnie zaznaczającymi się zarówno w morfologii powierzchni podczwartorzędowej, jak i we współczesnym krajobrazie (ryc. 1). Formy te w tej części Polski zachodniej nie były wcześniej opisywane. Wydzielone je na podstawie danych z otworów wiertniczych, przy czym część z nich w północnej części Wzgórz Osieńsko-Sulechowskich nie osiągnęła podłoża czwartorzędowego.

Rynny subglacialne biorą swój początek w rejonie północnego skłonu Pojezierza Lubuskiego. Rozcinają one pod kątem prostym strefę zaburzeń glacitektonicznych Wzgórz Osieńsko-Sulechowskich tworząc radialny system obniżień (ryc. 1). Na wschód od Rzepina rynny subglacialne (otwór 92/100) rozcinają wysoczyznę neogeńską do głębokości 167,8 m p.p.m., sięgając w kilku miejscach do podłoża kredowego (ryc. 4). Ku południowi głębokość rynien subglacialnych wzrasta, przy czym w ich profilu podłużnym zaznaczają się lokalne przegłębienia. Na



Ryc. 4. Przekrój geologiczny E-F przez rynnę subglacialną w rejonie Boczowa; Cr₂ — kreda górna, Ol₁ — oligocen dolny (warstwy mosińskie & czempińskie), M₁₊₂ — miocen dolny i środkowy (formacja rawicka & ścinawska); M₂ — miocen środkowy (formacja pawłowicka); S — zlodowacenie sanu; M — interglacjał mazowiecki, O — zlodowacenie odry, W — zlodowacenie warty; B — zlodowacenie wisły

Fig. 4. Geological section E-F through a subglacial valley in the Boczów vicinity; Cr₂ — Upper Cretaceous, Ol₁ — Lower Oligocene (Czempiń & Mosina Beds), M₁₊₂ — Lower-Middle Miocene (Rawicz & Ścinawa Formations), M₂ — Middle Miocene (Pawłowice Formation), S — Sanian, M — Mazovian Interglacial, O — Odranian, W — Wartanian, B — Vistulian

obszarze Wzgórz Osieńsko-Sulechowskich szerokość rynien dochodzi do 1 km (ryc. 1), podczas gdy na terenie Równiny Torzymskiej mają one niekiedy szerokość przekraczającą 3 km. Nawiązując do klasyfikacji Kupetza i in. (1989), przyjętą dla podobnych form z obszaru Łużyc, zaliczyć je można do megarynien. Rynny subglacjalne są wypełnione osadami osiagającymi w najgłębszych miejscach miąższość ponad 160 m. Strop ich leży na wysokościach 0–20 m n.p.m. będąc na całym omawianym obszarze ważnym poziomem korelacyjnym.

Zjawiskiem typowym dla tego typu form jest, zaznaczająca się na krótkich nieraz odcinkach, duża zmienność litologii (ryc. 3, 4). Dominują gliny zwałowe występujące bądź w postaci grubych kompleksów (ponad 100 m), bądź jako cienkie przerosty w obrębie zaglinionych utworów piaszczystych. Niekiedy wyścielają one także dna rynien i ich zbocza. W pobliżu krawędzi dolin są spotykane kry osadów neogeńskich. Utwory glacialimiczne, na ogół mułki i iły, występują przeważnie w pobliżu stropu kompleksu osadowego.

W kilku miejscach na osadach rynien subglacjalnych spotyka się utwory rzeczne i jeziorne z interglacjału mazowieckiego (ryc. 4). W Boczowie wiek utworów jeziornych nawierconych na rzędnej 21 m n.p.m. ustalono na podstawie wyników analiz sporowo-pyłkowych i malakofauny, z przewodnią formą *Paludina diluviana* Kunth (Janczyk-Kopikowa & Skompski, 1977; Skompski, 1980, 1982). Drugie stanowisko interglacjalne znalezione zostało w Gajcu, kilka kilometrów na zachód od Boczowa. W otworze kartograficznym Rze-1, wykonanym na arkuszu Rzepin *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000*, na głęb. 14,5 m n.p.m., opisano serię osadów jeziornych leżącą w stropie utworów rzecznych (Urbański, 2004). Na podstawie badań palinologicznych zaliczono ją również do interglacjału mazowieckiego (Urbański & Winter, 2003). Koło Rzepina na podobnych wysokościach znaleziono w dwóch innych otworach wiertniczych nagromadzenia licznych fragmentów skorupki mięczaków (ryc. 4).

W obrębie rynien na utworach subglacjalnych i z interglacjału mazowieckiego zalegają osady zaliczone do trzech kolejnych zlodowaceń odry, warty i wisły (Winnicki, 2004; Urbański, 2004).

Geneza i wiek głównych struktur geologicznych

Wzgórza Osieńsko-Sulechowskie, leżące na granicy Pojezierza Lubuskiego z Kotliną Gorzowską, są potężnym kompleksem moren spiętrzonych zbudowanych z zaburzonych glacitektonicznie osadów kenozoicznych. Zdaniem większości badaczy deformacje tych osadów powstały podczas zlodowaceń południowopolskich, przy czym kolejne nasunięcia lądolodów przyczyniały się jedynie do dalszej komplikacji budowy geologicznej (m.in. Żynda, 1967; Dyjor & Pruc, 1978). Jednocześnie zwracano uwagę na niewielką rolę lądolodu wisły w powstaniu Wzgórz Osieńsko-Sulechowskich.

Z analizy zebranych materiałów wynika, że jednostka ta powstała w wyniku dynamicznego oddziaływania lądolodu na krawędź kopalnej doliny Warty (Noteci — wg Dyjora & Pruc, 1978, depresji Warty — wg Kozłowskiej, 1982). Powstało wtedy kilkadziesiąt struktur, głównie fałdowych, a zaburzenia sięgnęły utworów oligocenu (ryc. 2). Strukturom o wergencji południowej lub południowo-zachodniej towarzyszą liczne powierzchnie nasunięć i złuskowań. Główna generacja deformacji glacitektonicz-

nych powstała w końcowym etapie zlodowaceń południowopolskich, najprawdopodobniej podczas zlodowacenia sanu 2. Świadczą o tym rezultaty badań petrograficznych glin zwałowych biorących udział w zaburzeniach, jak również analizy laboratoryjne osadów morenowych wypełniających rynny subglacjalne, które rozcinają strefę zaburzeń. Zasadnicze znaczenie w ustaleniu wieku głównych elementów strukturalnych w północnej części Pojezierza Lubuskiego mają udokumentowane palinologicznie i faunistycznie w Boczowie i Gajcu osady jeziorne interglacjału mazowieckiego, leżące na materiale wypełniającym rynny subglacjalne.

Badania mineralogiczno-petrograficzne glin zwałowych, biorących w okolicach Lubniewic udział w zaburzeniach, wykazała znaczną przewagę skał krystalicznych (41%) nad wapieniami paleozoicznymi (27%) oraz brak dolomitów (Dobosz & Skawińska-Dobosz, 2002). W materiale lokalnym najliczniejsze były krzemienie, jasne wapienie, kwarcy i piaskowce. Wapnistość osadu nie przekraczała 5,4%. Współczynniki petrograficzne tych glin: O/K=0,78, K/W=1,58 i A/B=0,60 odpowiadają litotypowi Grońsko korelowanemu ze zlodowaceniem nidy (Czerwonka & Krzyszkowski, 1994). Zaangażowane tektonicznie warstwy bruków morenowych są przypuszczalnie pozostałością osadów morenowych z tego okresu choć nie jest wykluczone, że mogą to być również rezydualne jeszcze starszych poziomów glacialnych. Kozłowska (1982) na sąsiadującym od północy obszarze Kotliny Gorzowskiej i Pojezierza Myśliborskiego wydzieliła gliny zwałowe 2 stadiów zlodowacenia najstarszego (narwi). Istnieje również możliwość udziału w zaburzeniach glin zwałowych ze zlodowacenia sanu 1 w przypadku powstania deformacji glacitektonicznych w zlodowaceniu sanu 2. Z taką sytuacją mamy do czynienia w Polsce południowo-zachodniej na terenie Wzgórz Ostrzeszowskich, wchodzących w skład Wału Trzebnickiego (Winnicki, 2002). Problem wieku osadów morenowych może rozstrzygnąć większa ilość analiz petrograficznych.

Na położonym nieco bardziej na północ obszarze Kotliny Gorzowskiej, Kozłowska (1982) wydzieliła w osadach kenozoicznych 6 generacji zaburzeń glacitektonicznych powstałych w okresie od zlodowacenia narwi po zlodowacenie wisły. Zaburzenia te, będące statycznymi deformacjami obciążeniowymi, zaznaczają się tam zarówno w obrębie obniżen egzarycyjnych, jak i w strefach wzniesień terenowych. Taka interpretacja opierająca się na stosunkowo nielicznych wierceniach, które w większości nie osiągnęły spągu osadów czwartorzędowych, różni się zasadniczo od przedstawionego wyżej obrazu budowy geologicznej Wzgórz Osieńsko-Sulechowskich. Analiza materiałów archiwalnych z rejonu Sieniawy i Smogór, głównie przekrojów geologicznych wykonanych w ramach dokumentacji węglowych na podstawie ponad 1000 otworów wiertniczych, wskazuje na niewielki udział lądolodów środkowopolskich i Wisły w ostatecznym ukształtowaniu Wzgórz Osieńsko-Sulechowskich. Deformacje, w których udział biorą osady paleogenu i neogenu oraz czwartorzędu sięgają prawdopodobnie starszego podłoża kredowego, a dynamiczny typ zaburzeń podkreśla wergencja struktur glacitektonicznych, obecność nasunięć itp. Poza tym na całej długości tej strefy powszechnie jest obserwowana zgodność osi struktur fałdowych z osią morfologiczną i granicami wzniesień, a także duża jej zwartość i jednorodność. Wskazuje to na jeden główny etap powstawania tych zaburzeń. Podczas późniejszych zlodowaceń zaznaczała

się przede wszystkim egzaracyjna działalność lądolodów, przejawiająca się zniszczeniem w najbardziej eksponowanych miejscach przegubowych partii powstałych wcześniej fałdów (ryc. 2) oraz usuwaniem pokryw lodowcowych leżących niezgodnie na zdeformowanych osadach. Innymi przejawami tej działalności mogą być obserwowane lokalnie niewielkie reorientacje i undulacje osi fałdów, zmiana geometrii struktur glacitektonicznych, w tym ich obalenie i przewalenie. Młodszych generacji struktur glacitektonicznych można się spodziewać w proksymalnej części Wzgórz Osieńsko-Sulechowskich, w rejonie słabo do tej pory rozpoznanych wierceniami.

Równina Torzymska jest zbudowana z płasko zalegających serii osadów czwartorzędowych spoczywających na zaburzonych w strefie kontaktu ze Wzgórzami Osieńsko-Sulechowskimi utworach neogenu. Podczas zlodowaceń południowopolskich wysoczyzna neogeńska była masą oporową, w której kumulowały się naciski idące z północy i północnego-wschodu. W efekcie powstała seria rozległych struktur fałdowych, których osie ułożone są równoległe do przebiegu struktur glacitektonicznych we Wzgórzach Osieńsko-Sulechowskich (ryc. 1, 3).

Przy omawianiu genezy zaburzeń glacitektonicznych, zagadnieniem otwartym pozostaje rola tektoniki wgłębnej w powstaniu deformacji osadów kenozoicznych w północnej części Pojezierza Lubuskiego. W kilkudziesięciu otworach podłoże kredowe leżało mniej więcej na tej samej wysokości, średnio około 160 m p.p.m. (ryc. 3, 4). Na obszarze Wzgórz Osieńsko-Sulechowskich większość głębokich wierceń była zlokalizowana w rejonie Sulęcina (ropa naftowa i gaz ziemny) oraz Sieniawy i Smogór (węgiel brunatny) i tylko w jednym przypadku podłoże kredowe wznosiło się 40 m ponad powierzchnię bloku Gorzowa. Podobnie na terenie Równiny Torzymskiej jedynie w jednym otworze podłoże podkenozoiczne leżało wyżej ok. 50 m aniżeli teren sąsiedni. Widoczny był tutaj wyraźny wpływ tego wyniesienia (zrębu?) na układ warstw paleogenu i neogenu, znacznie podniesionych. Na obszarze Wzgórz Osieńsko-Sulechowskich głębokie otwory sięgające starszego podłoża są rozmieszczone chaotycznie i być może dopiero prace geofizyczne rozwiążą problem roli tektoniki dysjunktywnej w procesie formowania tych wzgórz.

Czwartorzędowa tektonika blokowa bardzo wyraźnie zaznaczyła się w Polsce południowo-zachodniej na obszarze Wzgórz Ostrzeszowskich wchodzących w skład wschodniego odcinka Wału Trzebnickiego. Wzgórz te, o podobnej budowie wewnętrznej (zaburzone utwory paleogenu i neogenu oraz czwartorzędowe z poziomem bruku morenowego), powstały podczas zlodowacenia sanu 2 (Markiewicz & Winnicki, 1997; Winnicki, 2002), a tektonikę blokową powiązano z ruchami fazy mazowieckiej z obszaru Niżu Polskiego (Baraniecka, 1975).

Ważnym elementem współczesnej rzeźby północnej części Pojezierza Lubuskiego są głębokie doliny leżące w większości w obrębie rynien subglacjalnych powstałych w schyłkowym okresie zlodowaceń południowopolskich. Rynny te rozcinają osady kenozoiczne zarówno w strefie moren czołowych Wzgórz Osieńsko-Sulechowskich, jak i Równiny Torzymskiej położonej na ich południowym przedpolu, sięgając w kilku miejscach do podłoża kredowego (ryc. 4). Formy te mają identyczne cechy jak obniżenia o podobnej genezie opisane na obszarze Łużyc (Kupetz i in., 1989; Alexovsky, 1996). Przede wszystkim zaznacza się wyraźny związek rynien, ze strefami intensywnych zaburzeń glacitektonicznych występujących na ich zaple-

czu. Odnosi się to także do rodzaju osadów je wypełniających i prawidłowości w ich zaleganiu.

Litologia, w której zaznacza się przewaga materiału morenowego z porwakami osadów neogeńskich, przemawia za egzaracyjną działalnością lądolodu. W sporadycznych przypadkach, gdzie nawiercano jedynie utwory piaszczysto-żwirowe, geneza tych obniżeń jest związana prawdopodobnie z eworsyjną działalnością wód subglacjalnych. Podobne obserwacje pochodzą z obszaru sąsiednich Łużyc (Alexovsky, 1996).

Badania laboratoryjne osadów morenowych wypełniających rynny zostały wykonane w otworach kartograficznych Rze-1 i Rze-3 na terenie arkusza Rzepin *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000* (Urbański, 2004). Gliny zwałowe charakteryzowały się jednolitym składem petrograficznym, zarówno w miąższych kompleksach morenowych, jak i przerostach. Wskazują na to następujące wskaźniki petrograficzne: O/K=0,63–0,71, K/W=2,0–2,14 oraz A/B=0,39–0,45, przy czym zawartość dolomitów północnych wahała się w granicach 0,1–0,5%, piaskowców północnych 5,8–9,4 %, kwarców północnych 4,0–5,8 % i skał lokalnych 23,2–23,6 %. Krzyszkowski i Czerwonka (1994) gliny zwałowe o podobnych wskaźnikach z okolic Szczecina wiążą ze środkowym stadiem zlodowaceń południowopolskich (san 1).

Na obszarze Wzgórz Osieńsko-Sulechowskich rynny subglacjalne układają się w radialny system obniżeń przeważnie o orientacji południkowej. Na terenie Równiny Torzymskiej zmieniają one swój przebieg na NE–SW (ryc. 1). Z analizy mapy powierzchni podczwartorzędowej, zestawionej dla depresji Bałtyku (Ludwig, 2001a) wynika, że rynny Pojezierza Lubuskiego łączą się przypuszczalnie z podobnie zorientowanym systemem kopalnych dolin z obszaru północnych i środkowych Niemiec. Na układ tych obniżeń decydujący wpływ miały wcześniejsze założenia tektoniczne, a działalność lądolodów ograniczała się do ich konserwacji lub niewielkiej modyfikacji (Stackebrandt i in., 2001). Podobnie, jak na obszarze Łużyc (Kupetz i in., 1989) w rynnach Pojezierza Lubuskiego występują również utwory rzeczno-jeziorne z interglacjalu mazowieckiego (holsztyńskiego). Na sąsiednim terenie Niemiec strop osadów interglacjalnych leży koło Eberswalde na poziomie morza, a bardziej na południe w rejonie na zachód od Gubina do 30 m n.p.m. (Ludwig, 2001b).

Podczas zlodowacenia wisły, w obrębie dolin subglacjalnych ze schyłku zlodowaceń południowopolskich, powstały sandry dolinne Pliszki i Ilanki usypane przez wody roztopowe wypływające z lądolodu stagnującego na linii Wzgórz Osieńsko-Sulechowskich. Na omawianym obszarze Żynda (1967) w obrębie starszych obniżeń wyróżnił wiele rynien glacialnych, m.in. rynnę gronowsko-rzepińsko-torzymską, smogórką, sulęciską, lubniewicko-wędrzyńską, jezior Malcz i Ostrowicko, łagowską, torzymsko-kosobudzką i grabowsko-goleszniczką, przypisując ich genezę okresowi najmłodszego zlodowacenia.

Podsumowanie

Procesy geologiczne z końcowych etapów zlodowaceń południowopolskich na obszarze Polski zachodniej i południowo-zachodniej odegrały znaczną rolę w formowaniu współczesnego krajobrazu. Powstał wtedy mający długość ponad 200 km Wał Trzebnicki, a bardziej na północ, na granicy Pojezierza Lubuskiego i Kotliny Gorzowskiej — strefa spiętrzonych moren czołowych

Wzgórz Osieńsko-Sulechowskich, z kulminacjami wznoszącymi się obecnie na wysokość ponad 200 m n.p.m. Osady paleogeńskie i neogeńskie oraz czwartorzędowe zostały tutaj sfałdowane w szereg równoległych struktur. Wielkość przemieszczeń pionowych osadów kenozoicznych przekracza prawdopodobnie 250 m. Na zaburzonych utworach kenozoicznych, na ogół w kulminacjach struktur glaciektonicznych, występują akumulacyjne moreny czołowe wyznaczające w zlodowaceniu wisły zasięg recesyjnej fazy poznańskiej. Utwory ze zlodowaceń środkowopolskich zachowały się fragmentarycznie.

Na obszarze Równiny Torzymkiej, w wyniku intensywnych procesów glaciektonicznych, zachodzących w obrębie dzisiejszych Wzgórz Osieńsko-Sulechowskich doszło do znacznego, sięgającego podłoża podkenozoicznego, zaburzenia osadów neogenu. W strefie kontaktowej powstało wtedy kilka fałdów zorientowanych zgodnie ze strukturami we wzgórzach. Nie jest wykluczone, że na omawianym obszarze w procesie powstawania deformacji glaciektonicznych pewną rolę odegrały również ruchy tektoniczne w obrębie podłoża podkenozoicznego.

We współczesnej rzeźbie terenu bardzo mocno zaznaczają się głębokie doliny, wykorzystywane przez cieki i jeziora, których głębokość przekracza nieraz 100 m. W większości przypadków doliny te leżą w obrębie rynien podlodowcowych powstałych w zlodowaceniu sanu 2, u schyłku zlodowaceń południowopolskich. Rynny te rozcinają strefę zaburzeń glaciektonicznych Wzgórz Osieńsko-Sulechowskich oraz wysoczyznę neogeńską Równiny Torzymkiej na znaczną głębokość, sięgając kilkakrotnie do podłoża kredowego. Obniżenia te odgrywały dużą rolę podczas kolejnych zlodowaceń i interglacjałów, o czym świadczą m.in. osady rzeczne i jeziorne z interglacjału mazowieckiego oraz rozległe sandry dolinne Pliszki i Ilanki z licznymi jeziorami powstałe podczas zlodowacenia wisły.

Literatura

- ALEXOVSKY W. 1996 — Czwartorzędowy system rynnowy na Łużycach i jego geneza. *Prz. Geol.*, 44: 1229–1231.
- BARANIECKA M. D. 1975 — The dependences of the development of Quaternary deposits upon the structure and dynamics of the basement in the central part of the Polish Lowlands. *Biul. Inst. Geol.*, 288: 5–97.
- BRINKMAN W. 1907 — Die Braunkohlenformation in Nordosten der südlichen Neumark mit besonderer Berücksichtigung der Frage nach der Entstehung der ihr auftretenden Störungen. *Braunkohle*, 6, (7, 8): 109–113, 125–132.
- CIUK E. 1955 — O zjawiskach glaciektonicznych w utworach plejstoceńskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. *Z badań czwartorzędu*, 6: 107–132.
- CZERWONKA J. A. & KRZYSZKOWSKI D. 1994 — Pleistocene stratigraphy and till petrography of the central Great Poland, western Poland. *Folia Quater.*, 65: 7–71.
- DAMMER B. 1937 — Das Subglazial und Toteisgebiet der Gegend von Griesel in der südlichen Neumark. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* 58: 401–425.
- DOBOSZ T. & SKAWIŃSKA-DOBOSZ B. 2002 — Realizacja projektu prac geologicznych dla opracowania arkuszy: Krzeszyce (426) i Sulęcín (464) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000 (opracowanie specjalne). *Badania litologiczno-petrograficzne*. *Arch. PG Proxima* nr inw. Opr/J₁₂-PIV/148.
- DYJOR S. & PRUC K. 1978 — Budowa geologiczna zaburzonej glaciektonicznie strefy Sieniawy. *Acta Univ. Wratisl.*, 313, *Pr. Geol.-Mineral.*, 5: 255–289.
- HENNINGER E. 1939 — Die bergbaulichen und geologischen Verhältnisse des nördlichen Teiles der Gr.-Rade-Kunersdorfer Hochfläche, Braunkohle, 38 (35, 36): 643–647, 661–664.
- JANČZYK-KOPIKOWA Z. & SKOMPSKI S. 1977 — Osady interglacjalne w Boczowie koło Rzepina (Polska Zachodnia). *Kwart. Geol.*, 21: 789–799.
- KEILHACK K. 1920 — Die Staumoräne bei Guben. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 29: 88–120.
- KOŚCIELNIAK A. & WANAT B. 1984 — Opracowanie palinologiczne próbek z węgla brunatnego z rejonu „Na zachód od Sieniawy”. [In:] *Sprawozdanie z prac geologiczno-poszukiwawczych za węglem brunatnym na obszarze „Na zachód od Sieniawy” (Słubice–Rzepin–Koryta)*. *Arch. PG Proxima* nr inw. Dok/WI/634.
- KOZŁOWSKA M. 1982 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia Pojezierza Myśluborskiego oraz Równiny i Kotliny Gorzowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 337. *Z badań czwartorzędu w Polsce*, 26: 51–114.
- KRYGOWSKI B. 1962a — Rola glaciekttoniki w rozwoju niżowej rzeźby Polski Zachodniej. *Czas. Geogr.*, 33: 313–325.
- KRYGOWSKI B. 1962b — Uwagi o niektórych typach zaburzeń glaciekttonicznych niżowej części Polski Zachodniej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, 9: 61–85.
- KRZYSZKOWSKI D. & CZERWONKA J. A. 1994 — Korelacja litostratygraficzna osadów czwartorzędowych z obszaru na południe od Szczecina. *Acta Univ. Wratisl.*, 1702, *Geogr. Fiz.*, 7: 37–61.
- KUPETZ M., SCHUBERT G., SEIFERT A. & WOLF L. 1989 — Quartärbasis, pleistozäne Rinnen und Beispiele glazitektonischer Lagerungsstörungen im Niederlausitzer Braunkohlgebiet. *Geoprofil*, 1: 2–17.
- LUDWIG A. O. 2001a — Base of Quaternary deposits of the Baltic Sea depression and adjacent areas. [In:] *Neodynamics of the Baltic Sea depression and adjacent areas*. *Brandenburg. Geowiss. Beiträge*, 1.
- LUDWIG A. O. 2001b — Recent position of surfaces of Holsteinian interglacial marine and limnic sediments, and Saalian glacial terraces (Explanatory notes to map 3). [In:] *Neodynamics of the Baltic Sea depression and adjacent areas*. *Brandenburg. Geowiss. Beiträge*, 1: 21–25.
- MARKIEWICZ A. & WINNICKI J. 1997 — On geological structure of the Ostrzeszów Hills. *Geol. Quart.*, 3: 347–364.
- MULTAN M. 2004 (w druku) — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Krzeszyce (426). *Państw. Inst. Geol.*
- PIWOCKI M. 1985 — Dokumentacja geologiczna poszukiwań złóż węgla brunatnego w rejonie Świebodzin–Boryszyn. *CAG Państw. Inst. Geol.* nr inw. 3921/259.
- RÓŻYCKI Z. 1984 — Sprawozdanie z prac geologiczno-poszukiwawczych za węglem brunatnym na obszarze „Na zachód od Sieniawy” (Słubice–Rzepin–Koryta). *Arch. PG Proxima* nr inwent. Spr/WI/634.
- SCHULZ G. 1929 — Lagerungsverhältnisse des Braunkohle führenden Tertiärs und Diluvium in der Östlichen Mark, *Braunkohle*, 28 (4, 5, 7): 61–68, 85–93, 126–132.
- SKOMPSKI S. 1980 — Nowe stanowiska mięczaków z osadów interglacjalnych w zachodniej Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 322: 5–30.
- SKOMPSKI S. 1982 — Correlation of the Mazovian Interglacial of the western Poland with the Holstein Interglacial of the eastern part German Democratic Republic. *Biul. Inst. Geol.*, 343, *Geology of Poland*, 5: 51–58.
- STACKEBRANDT W., LUDWIG A. O. & OSTAFICZUK S. 2001 — Base of Quaternary deposits of the Baltic Sea depression and adjacent areas (map 2). [In:] *Neodynamics of the Baltic Sea depression and adjacent areas*. *Brandenburg. Geowiss. Beiträge*, 1: 13–19.
- URBAŃSKI K. 2004 (w druku) — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Rzepin (463). *Państw. Inst. Geol.*
- URBAŃSKI K. & WINTER H. 2003 — Nowe stanowisko interglacjału mazowieckiego w Gajcu na Pojezierzu Łagowskim (Polska zachodnia). *IV Sem. pt. Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. *Inst. Badań Czwart. i Geoekol. UAM, Poznań*: 95–96.
- WILKONSKA E. 1992 — Dokumentacja geologiczna w kategorii C1 złoża węgla brunatnego „Sieniawa siodła IX–XVI”. *Arch. PG Proxima* nr inw. Dok/WI-WII-FIII/681.
- WINNICKI J. 2002 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Ostrzeszów (694). *Państw. Inst. Geol.*
- WINNICKI J. 2004 (w druku) — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Sulęcín (464). *Państw. Inst. Geol.*
- ZYGAR J. 1990 — Dokumentacja geologiczna złóż węgla „Rzepin” i „Torzym” w kat. C₂ z rejonu „Na zachód od Sieniawy”. *Arch. PG Proxima*, nr inw. Dok/WI/675.
- ŻYŃDA S. 1967 — Geomorfologia przedpola moreny czołowej stadiu poznańskiego na obszarze Wysoczyzny Lubuskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyrod. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, 8: 1–194.